

## Le tsunami de Sumatra du 26 décembre 2004, observé par l'altimétrie spatiale Jason-1 et Topex

HADDAD Mahdi<sup>a</sup>, BELBACHIR Mohamed Faouzi<sup>b</sup>, KAHLOUCHE Salem<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Centre des Techniques Spatiales, Division de Géodésie Spatiale. 1 Avenue de Palestine, BP 13 Arzew. Oran 31200, Algérie.

<sup>b</sup>Université des Sciences et de la Technologie d'Oran - Mohamed Boudiaf, Faculté de Génie Electrique. BP 1505, EL M'Naouer, Oran 31000, Algerié.

### Résumé

L'objet de cet article porte sur l'étude de la situation unique et remarquable d'observation couplée entre Jason-1 et Topex relative au tsunami du 26 décembre 2004 qui a eu lieu dans l'Océan Indien. Les anomalies de hauteur de la mer calculées le long des deux passages ascendants n° 129 du cycle Jason-1 n° 109 et du cycle Topex n° 452, ayant survolés la région à l'ouest de Sumatra et des îles Andaman environ 2 heures après le séisme, nous ont permis de mettre en évidence l'élévation du niveau de la mer, causée par le tsunami, d'environ 50 cm sur une longueur de près de 200 Km, suivie d'une seconde onde, de 40 cm environ vue à la fois par Jason-1 et Topex. Aussi, il convient d'insister que cette situation d'observation unique renforce, si besoin est encore, tout le bénéfice qu'il est possible de tirer des missions d'altimétrie spatiale.

*Mots clés* : Jason-1 et Topex ; anomalies de hauteur de la mer ; tsunami ; Sumatra.

### 1. Introduction

Avec une magnitude de 9,3 sur l'échelle de Richter, le séisme qui s'est produit dans l'Océan Indien le 26 décembre 2004 fut le deuxième plus violent tremblement de terre enregistré depuis 1900 [1], [2]. Le long d'une zone de fracture de près de 1200 kilomètres, les plaques tectoniques se sont chevauchées et, lorsque la plaque indienne est passée par subduction sous la plaque birmane, qui fait partie de la plaque eurasiatique (figure 1), cette dernière s'est soulevée de dix mètres en moyenne [3]. Une série de vagues très rapides s'est alors formée à la surface de l'océan. Pour de nombreux bateaux navigant en pleine mer, le phénomène est passé inaperçu. C'est seulement en se rapprochant des côtes que le raz-de-marée ou tsunami ("vague portuaire" en japonais) s'est formé en raison de la faible profondeur des fonds côtiers [4]. Ainsi, 43 minutes après la secousse tellurique [5], la vague avait déjà déferlé sur Sumatra avec une hauteur de déferlement variant de 4 mètres à Meulaboh à près de 35 mètres à Lhok Nga [5], [6], [7], [8]. La ville de Banda Aceh (figure 2) se trouvait, pour sa part, sous 5 à 12 mètres d'eau [9], [7], [8]. Ces vagues dévastatrices ont causé des dégâts lourds. Au moins de 226 000 personnes ont trouvé la mort ou sont portées disparues, essentiellement sur l'île de Sumatra, où plusieurs zones côtières ont été rayées de la carte (voir figure 2).

Douze pays autour de l'océan Indien ont été également touchés par les raz-de-marée [10].

Le hasard a voulu que les satellites franco-américains Jason-1 (successeur de Topex, a été lancé le 7 décembre 2001) et Topex (satellite lancé le 10 août 1992, mis en sommeil en janvier 2006) soient passés environ 2 heures après le séisme. Cette coïncidence a permis d'observer l'élévation du niveau de la mer due au tsunami. Face à cette situation remarquable et unique d'observation couplée entre Jason-1 et Topex, nous nous sommes intéressés à quantifier la variation du niveau de la mer causée par le tsunami.

Dans ce qui suit, nous présentons dans un premier temps les données altimétriques, ainsi que la méthodologie que nous allons utiliser pour l'estimation des variations du niveau de la mer causées par le tsunami. Les résultats obtenus s'en suivent. Enfin, nous présentons les principales conclusions tirées de cette étude.

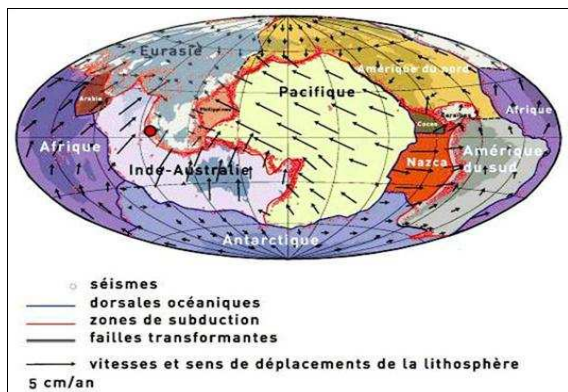


Fig. 1. Contexte sismo-tectonique de l'île de Sumatra. Source: CNRS/Insu.

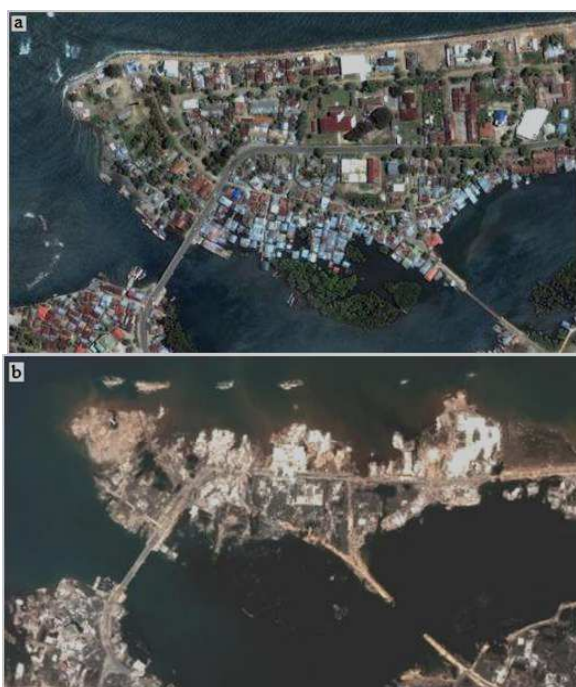


Fig. 2. Détail de la côte de Banda Aceh avant et après le tsunami. (a : image prise le 23 juin 2004 par le satellite Quickbird, b : image prise le 28 décembre 2004 par le satellite Quickbird). Source : DigitalGlobe.

## 2. Données utilisées

La propagation de l'onde du tsunami peut être modélisée selon le schéma aux éléments finis développé au DASE [Département Analyse, Surveillance, Environnement - France] [11], [12] et [13], qui résout les équations hydrodynamiques de Navier-Stokes. La vitesse du tsunami est approximée par la relation :  $c=(gh)^{1/2}$  où  $g$  est l'accélération due à la gravité et  $h$  la profondeur de l'océan..

Les numéros des passages des altimètres Jason-1 et Topex ayant survolé la région à l'ouest de Sumatra et des îles Andaman, environ 2 heures après le déclenchement du séisme sont : passage n°129 du cycle Jason-1 n°109 et passage n°129 du cycle Topex n°452. La figure 3 illustre les traces au sol pour Jason-1 et Topex superposées à la

simulation de la propagation de l'onde au moment du passage des deux satellites.

Les données altimétriques utilisées sont les données géophysiques (Geophysical Data Records) de niveau "2", issues des altimètres radar Jason-1 et Topex. Ces données livrées par Aviso [http://www-avisoftp.cnes.fr] et Podaac [http://podaac.jpl.nasa.gov] tous les 10 jours, sont datées, localisées très précisément, corrigées des différentes corrections d'environnement et sont utilisables avec des bonnes connaissances du domaine. Le descriptif du contenu et du format des fichiers GDR Jason-1 et Topex sont reproduites dans les manuels [14] et [15] respectivement.

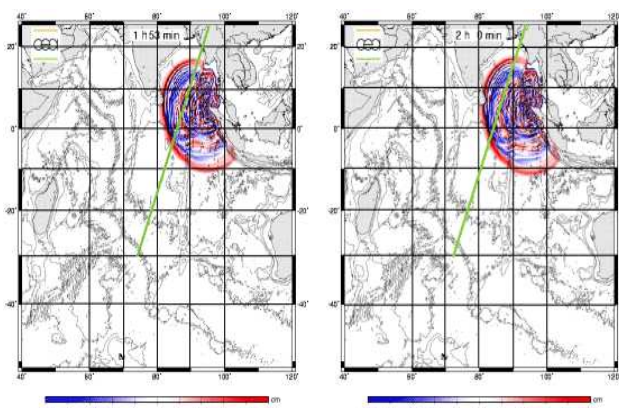


Fig. 3. Trace au sol pour Jason-1 (à gauche) et Topex (à droite) superposées à la simulation de la propagation de l'onde au moment du passage du satellite.

## 3. Méthodologie

Afin de mettre en évidence la variation du niveau de la mer, causée par le tsunami, à partir des données altimétriques, nous nous sommes intéressés à la quantification de la partie variable du signal altimétrique, dite également "anomalie de hauteur de la mer" ou "sea level anomaly - SLA" et ce, pour les fichiers GDR correspondant aux passages Jason-1 et Topex 129 considérés. Pour accéder à cette partie variable, il suffirait de retrancher la hauteur du géoïde ( $G$ ) de la hauteur du niveau de la mer ("sea surface height - SSH") [14], [15]. En pratique, le géoïde n'est pas connu avec suffisamment de précision, et c'est donc le niveau moyen de la mer ("mean sea surface - MSS") qui est retranché à (SSH) [14], [15] (voir figure 4) :

$$SLA = SSH - MSS \quad (1)$$

La hauteur de la surface moyenne de la mer (MSS) quant à elle, est calculée pour Jason-1 d'après le modèle de la surface moyenne de la mer GSFC00.1, déterminé à partir des données altimétriques de différentes missions qui incluent six ans de données Topex et plusieurs années de ERS-1 (satellite européen lancé en juillet 1991, mis en sommeil en juin 1996) et ERS-2 (successeur d'ERS-1, a été utilisé en tandem avec celui-ci d'août 1995 à juin 1996)

[14]. Par contre, elle est calculée pour Topex d'après le modèle de la surface moyenne de la mer OSUMSS95, déterminé à partir des données altimétriques d'une année Topex, une année ERS-1 35-day, une année Geosat ERM (satellite de la marine américaine [US Navy], c'est la première mission à fournir des données altimétriques de grande qualité sur plusieurs années : mars 1985 - janvier 1990) et le premier cycle de ERS-1 168-day [15].

Le niveau de la mer (*SSH*) s'obtient par simple différence entre l'orbite (altitude) du satellite (*S*) et la distance altimétrique (*R*) (voir figure 4). Notons ici, que le radar altimètre Jason-1 (ou Topex) émet un signal simultanément à 13.6 GHz (bande Ku) et 5.3 GHz (bande C) [14], [15] à la verticale de celui-ci en direction du sol et reçoit en retour l'écho réfléchi par la surface de la mer. La distance satellite-océan (*R*) est obtenue alors par simple multiplication du temps de trajet aller-retour entre le satellite et la surface de la mer par la vitesse de la lumière, vitesse à laquelle se propagent les ondes électromagnétiques émises [16]. L'altitude instantanée (*S*) du satellite Jason-1 (ou Topex) est connue quant à elle précisément grâce aux systèmes de poursuite embarqués, comme le système français DORIS (Doppler Orbitography Radiopositioning Integrated by Satellite). En complément, les systèmes de positionnement GPS (Global Positioning System) et laser sont également utilisés [14], [15].

Toutefois, le signal émis par l'altimètre traverse les différentes couches de l'atmosphère qui ont chacune leurs propres caractéristiques. Ces couches ralentissent la vitesse de l'onde ce qui entraîne des erreurs systématiques sur la distance altimétrique calculée. Il est indispensable donc de corriger en conséquence les mesures altimétriques des effets de la troposphère sèche, la troposphère humide et de l'ionosphère. Aussi, la mesure altimétrique est sensible aux variations à très hautes fréquences (<1 jour) du niveau de la mer qui correspondent au signal dominant en terme de variabilité. Il est donc nécessaire de retrancher de la mesure altimétrique les signaux haute fréquence (effets géophysiques), que sont la variation de pression, le biais électromagnétique et les marées océanique, terrestre et polaire [16]:

$$SSH = S - (R + \sigma) \quad (2)$$

où  $\sigma$  représente la somme des corrections à apporter à la mesure altimétrique et qui sont:

- La troposphère sèche, la plus influente sur la mesure, provoque une erreur sur la mesure altimétrique de l'ordre de 2.30 m. La valeur de la correction est déterminée, pour Jason-1 et Topex, en fonction de la pression atmosphérique, fournie par le modèle météorologique ECMWF [European Center for Medium Range Weather Forecasting]. L'incertitude de la pression atmosphérique fournie par ce modèle dépendant en quelque sorte de l'emplacement géographique. Elle varie de 1 mbar dans le nord de l'océan Atlantique à quelques mbars dans le sud de l'océan Pacifique. Une erreur de 1 mbar en pression se

traduit en une erreur de 2.3 mm sur la correction troposphérique sèche [15].

- L'effet de l'humidité présente dans l'atmosphère peut provoquer des erreurs de l'ordre de 15 cm en moyenne sur la mesure altimétrique. La valeur de la correction à appliquer est déterminée en utilisant les mesures du radiomètre présent à bord du satellite (Jason-1 Microwave Radiometer pour Jason-1 et Topex Microwave Radiometer pour Topex) [14], [15]. A noter qu'en zone côtière (< 50 km), les mesures radiométriques peuvent être "polluées" par le survol des côtes [16].
- La traversée de l'ionosphère perturbe l'onde radar de l'altimètre et provoque une erreur sur la mesure altimétrique de l'ordre de 0 à 30 cm. La valeur de cette correction est déterminée par combinaison des distances altimétriques mesurées à deux fréquences différentes Ku/C pour Topex [15]. Par contre, elle est déterminée en bande mono-fréquence Ku pour Jason-1 [14].
- La variation de pression atmosphérique modifie le niveau de la surface de l'océan. Classiquement dans les données altimétriques (GDR), cette réponse de l'océan est modélisée par l'approximation simpliste du baromètre inverse (IB) [14], [15], [16] et est calculée à partir de la pression au niveau de la mer qui est obtenue indirectement via la correction troposphérique sèche.
- La surface d'eau sur laquelle se réfléchit le signal, est constituée d'une multitude de microfacettes dont chacune agit comme un miroir. Compte tenu des mouvements de la surface, seule une petite partie de ces facettes contribue au retour du signal vers le satellite. De plus, leur répartition n'est pas uniforme : ainsi le creux des vagues renvoie plus d'énergie que la crête. L'altimètre voit alors une distance plus grande que la réalité [16]. On parle alors de biais électromagnétique. L'estimation de ce biais est donnée pour Jason-1 ainsi que pour Topex dans la bande Ku d'après le modèle empirique dit BM4 [17], [18], qui est fonction de la hauteur des vagues et de la vitesse du vent.
- Les variations du niveau de la mer causées par la marée océanique, dépassent rarement 2 mètres dans l'océan alors que près des côtes elles peuvent atteindre 10 m [16]. Grâce à l'altimétrie, ces dernières sont connues en plein océan avec une précision de 1 cm mais près des côtes les erreurs, dues à des contributions non linéaires mal connues, peuvent atteindre plusieurs centimètres [16]. Cet effet est estimé pour Jason-1 d'après le modèle global GOT99.2 [19] du Goddard Space Flight Center - USA. Pour Topex, la correction de marée océanique est donnée d'après le modèle global FES95.2 [20] de l'Université de Grenoble - France.
- L'effet de marée terrestre est relativement aisé à réduire sur les mesures Topex/Poseidon et Jason-1 en utilisant les modèles de Cartwright and Tayler (1971) [21] et Cartwright and Edden (1973) [22]. Ces modèles font intervenir les nombres de Love pour prendre en compte l'élasticité de la terre [14], [15].

- La marée polaire quant à elle, a une amplitude de 2 cm sur quelques mois. Le calcul de cet effet est aisément effectué en connaissant la position du pôle [23].

Notons ici que le calcul des anomalies de hauteur de la mer a été effectué moyennant le logiciel BRAT (Basic Radar Altimetry Toolbox v2.0.3). BRAT est un ensemble de logiciels et de documentations dédié à la lecture, l'utilisation et la visualisation des données altimétriques, depuis ERS-1 jusqu'à Cryosat (satellite lancé le 08 avril 2010 à des fins d'étude à la fois des pôles et des calottes polaires), et depuis les GDR jusqu'aux données sous forme de grilles. Il inclut également une présentation de l'altimétrie en pages web (et version pdf), avec des 'data use cases', expliquant comment se servir des données altimétriques pour quelques applications. Pour plus d'informations sur les types de calcul offerts par BRAT, se référer au manuel "Radar Altimetry Tutorial" de Rosmorduc et al. (2009) [24].

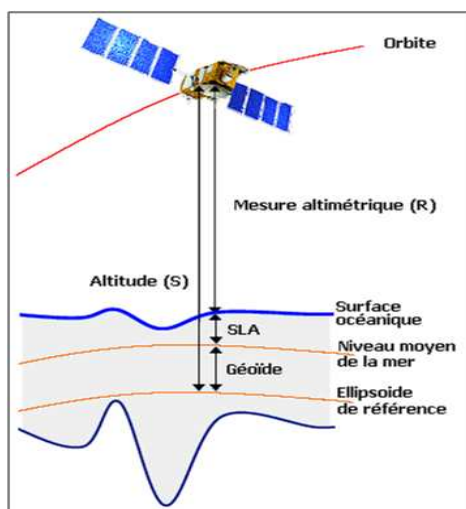


Fig. 4. Partie variable du signal océanique.

#### 4. Résultats de l'expérimentation

Les figures 5.a et 5.b illustrent les anomalies de hauteur de la mer que nous avons obtenues à partir du traitement des deux passages ascendants n° 129 du cycle Jason-1 n° 109 et du cycle Topex n° 452, avant et au moment du tsunami. À titre de référence, les anomalies de hauteur de la mer le long de ces deux derniers passages ont été calculées pour les cycles Jason-1 n° 108 et Topex n° 451 qui illustrent la situation océanique telle que les deux satellites ont pu l'observer 10 jours auparavant.

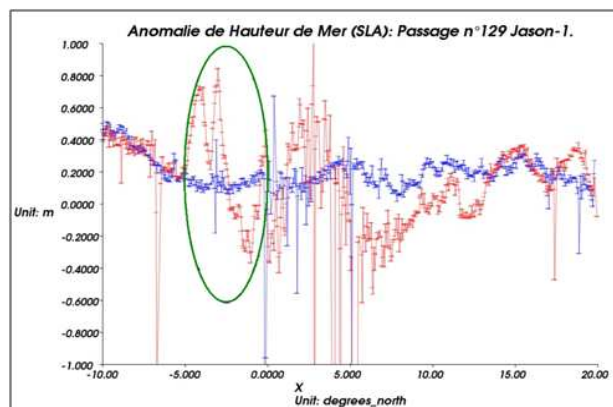


Fig. 5.a. Anomalies de hauteur de la mer mesurées par Jason-1 (La courbe en rouge illustre l'observation réalisée par Jason-1 deux heures après le séisme, la courbe en bleu illustre la situation océanique telle que Jason-1 a pu l'observer 10 jours auparavant).

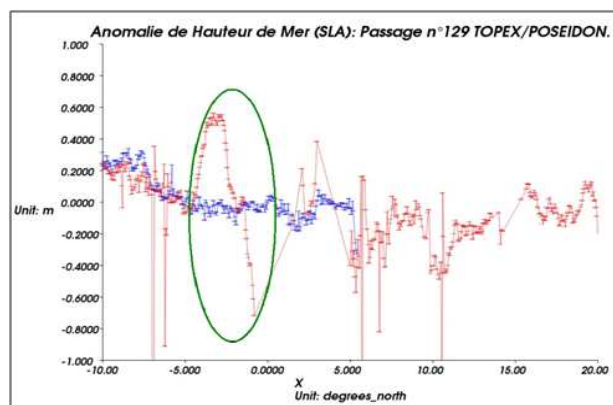


Fig. 5.b. Anomalies de hauteur de la mer mesurée par Topex (La courbe en rouge illustre l'observation réalisée par Topex deux heures après le séisme, la courbe en bleu illustre la situation océanique telle que Topex a pu l'observer 10 jours auparavant).

Nous constatons ainsi une élévation du niveau de la mer, causée par le tsunami, d'environ 50 cm sur une longueur de près de 200 km, suivie d'une seconde onde, de 40 cm environ vue à la fois par Jason-1 et Topex.

#### 5. Conclusion

L'observation remarquable du tsunami de Sumatra du 26 décembre 2004 dans l'Océan Indien par le satellite Jason-1, ainsi que par son prédécesseur Topex, est considérée comme une observation d'opportunité. Le traitement des données nous a permis d'analyser les variations du niveau de la mer et de détecter l'élévation du niveau de la mer de 50 cm de hauteur, suivi d'une seconde onde de 40 cm. Il convient d'insister que cette situation d'observation unique renforce, si besoin est encore, tout le bénéfice qu'il est possible de tirer des missions d'altimétrie spatiale.

A l'heure actuelle Topex n'est plus en fonctionnement mais le lancement de Jason-2 assure la continuité opérationnelle de la collecte et de la distribution de données de haute

précision. En parallèle, vont être associés des travaux sur l'obtention de meilleures corrections de marées océaniques, d'un géoïde marin plus précis même à petite échelle, etc. conditions requises pour améliorer la connaissance de la dynamique des océans.

Notons enfin, que le satellite Jason-1 ou son successeur Jason-2 ne constituent bien sûr en aucun cas un système opérationnel d'observation de tels phénomènes brusques et rapides. Rappelons ainsi que les tsunamis se propagent en plein océan à une vitesse de l'ordre de 800 km/heure [25], que chacun des deux satellites Jason-1 et Jason-2 effectue environ 13 révolutions par jour, ce qui conduit à une séparation des traces au sol d'environ 270 km en longitude et le temps de traitement des données est difficilement compatible avec le délai nécessaire, qui se compte en quelques minutes.

### Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier Aviso [Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data - France], pour la mise à leur disposition des données altimétriques GDR Jason-1 et Topex. Les auteurs remercient également le CLS [Collecte Localisation Satellites - France] pour la mise à leur disposition du logiciel BRAT.

### Références

- [1] Stein, S., Okal, E.A., 2005. Seismology: Speed and size of the Sumatra earthquake. *Nature*, 434, 581-582.
- [2] Munich Re, 2005. Major earthquakes and tsunamis, 1900-2004. NatCatService, GeoRisks Department, Munich Re. [http://www.munichre.com/assets/pdf/press/pr/2004\\_12\\_28\\_press\\_release\\_200\\_app\\_02\\_en.pdf](http://www.munichre.com/assets/pdf/press/pr/2004_12_28_press_release_200_app_02_en.pdf)
- [3] Ni S., Kanamori H., Helmberger D., 2005. Seismology: Energy radiation from the Sumatra earthquake. *Nature*, 434, 582.
- [4] Boulanger, O., 2005. Tsunami : retour sur le raz-de-marée du 26 décembre. [http://www.cite-sciences.fr/francais/ala\\_cite/science\\_actuelles/sitesactu/questionactu.php?langue=fr&id\\_article=3643](http://www.cite-sciences.fr/francais/ala_cite/science_actuelles/sitesactu/questionactu.php?langue=fr&id_article=3643)
- [5] Boen T., 2005. Sumatra earthquake and tsunami, 26 December 2004. *ICUS Newsletter*, 4, 1-4. <http://icus.iis.u-tokyo.ac.jp/www/publications/newsletters/nl-4-4.pdf>
- [6] Tsuji Y., Matsutomi H., Tanioka Y., Nishimura Y., Sakakiyama T., Kamataki T., Murakami Y., Moore A., Gelfenbanm G., 2005. Distribution of the tsunami heights of the 2004 Sumatra tsunami in Banda Aceh measured by the Tsunami Survey Team. <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/namegaya/sumatera/surveylog/eindex.htm>
- [7] USGS [US Geological Survey], 2005a. USGS Scientists in Sumatra Studying Recent Tsunamis: Leg 2 Reports, 12 April to 30 April 2005. <http://walrus.wr.usgs.gov/tsunami/sumatra05/images/wavehts1.jpg>
- [8] USGS [US Geological Survey], 2005b. USGS Scientists in Sumatra Studying Recent Tsunamis: Leg 2 Reports, 12 April to 30 April 2005. <http://walrus.wr.usgs.gov/tsunami/sumatra05/images/wavehts2.jpg>
- [9] Borrero J.C., 2005. Field data and satellite imagery of tsunami effects in Banda Aceh. *Science*, 308, 1596.
- [10] USAID [United States Agency for International Development], 2005. Indian Ocean: Earthquake and Tsunamis Fact Sheet #38. [http://www.usaid.gov/our\\_work/humanitarian\\_assistance/disaster\\_assistance/countries/indian\\_ocean/fy2005/indianocean\\_et\\_fs38\\_05-06-2005.pdf](http://www.usaid.gov/our_work/humanitarian_assistance/disaster_assistance/countries/indian_ocean/fy2005/indianocean_et_fs38_05-06-2005.pdf)
- [11] Heinrich, P., S. Guibourg, and R. Roche, 1996. Numerical modeling of the 1960 Chilean tsunami; Impact on French Polynesia. *Physics and Chemistry of the Earth*, 21, 19-25.
- [12] Heinrich, P., F. Schindelé, S. Guibourg and P.F. Ihmlé, 1998. Modeling of the February 1996 Peruvian tsunami. *Geophysical Research Letters*, 25, 2687-2690.
- [13] Hébert, H., P. Heinrich, F. Schindelé, and A. Piatanesi, 2001. Far-field simulation of tsunami propagation in the Pacific Ocean: impact on the Marquesas Islands (French Polynesia). *Journal of Geophysical Research*, 106, C5, 9161-9177.
- [14] Aviso and PoDaac User Handbook - IGDR and GDR Jason-1 Products, SMM-MU-M5-OP-13184-CN, Edition 4.1, Octobre 2008.
- [15] Aviso User Handbook: Merged Topex/Poseidon Products, AVI-NT-02-101-CN, Edition 3.0, July 1996.
- [16] Bouffard J., 2007. Amélioration de l'altimétrie côtière appliquée à l'étude de la circulation dans la partie nord du bassin occidental méditerranéen. PhD Thesis under the direction of Y. Ménard and P. De Mey, defended on 23rd November 2007, LEGOS, Toulouse.
- [17] Gaspar, P., F. Ogor, P.Y. Le Traon and O.Z. Zanife, 1994. Estimating the sea state bias of the TOPEX and POSEIDON altimeters from crossover differences. *J. Geophys. Res.*, 99, 24981-24994.
- [18] Chelton, D.B., 1994. The sea state bias in altimeter estimates of sea level from collinear analysis of TOPEX data. *J. Geophys. Res.*, 99, 24995-25008.
- [19] Ray, R. D., 1999. A global ocean tide model from TOPEX/POSEIDON altimetry: GOT99.2. NASA Tech. Memo., 209478.
- [20] Le Provost, C., J. M. Molines, F. Lyard, M. L. Genco and F. Rabilloud, 1995. A global ocean tide prediction model based on the hydrodynamic finite element solutions FES94.1 improved by assimilation of the CSR2.0 T/P solutions (abstract). Paper presented at symposium Operational Oceanography and Satellite Observation, Biarritz, France, 1995.
- [21] Cartwright, D. E., R. J. Tayler, 1971. New computations of the tide-generating potential. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 23, 45-74, 1971.
- [22] Cartwright, D. E., A. C. Edden, 1973. Corrected tables of tidal harmonics. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 33, 253-264.
- [23] Wahr, J. W., 1985. Deformation of the Earth induced by polar motion. *J. of Geophys. Res. (Solid Earth)*, 90, 9363-9368.
- [24] Rosmorduc, V., J. Benveniste, E. Bronner, S. Dinardo, O. Lauret, C. Maheu, M. Milagro, N. Picot, 2011. Radar Altimetry Tutorial, J. Benveniste and N. Picot Ed., <http://www.altimetry.info>
- [25] ITIC NOAA-UNESCO/IOC, 2008. Tsunami, the great waves. Edition 5, December, 2008. <http://ioc3.unesco.org/itic/contents.php?id=169>

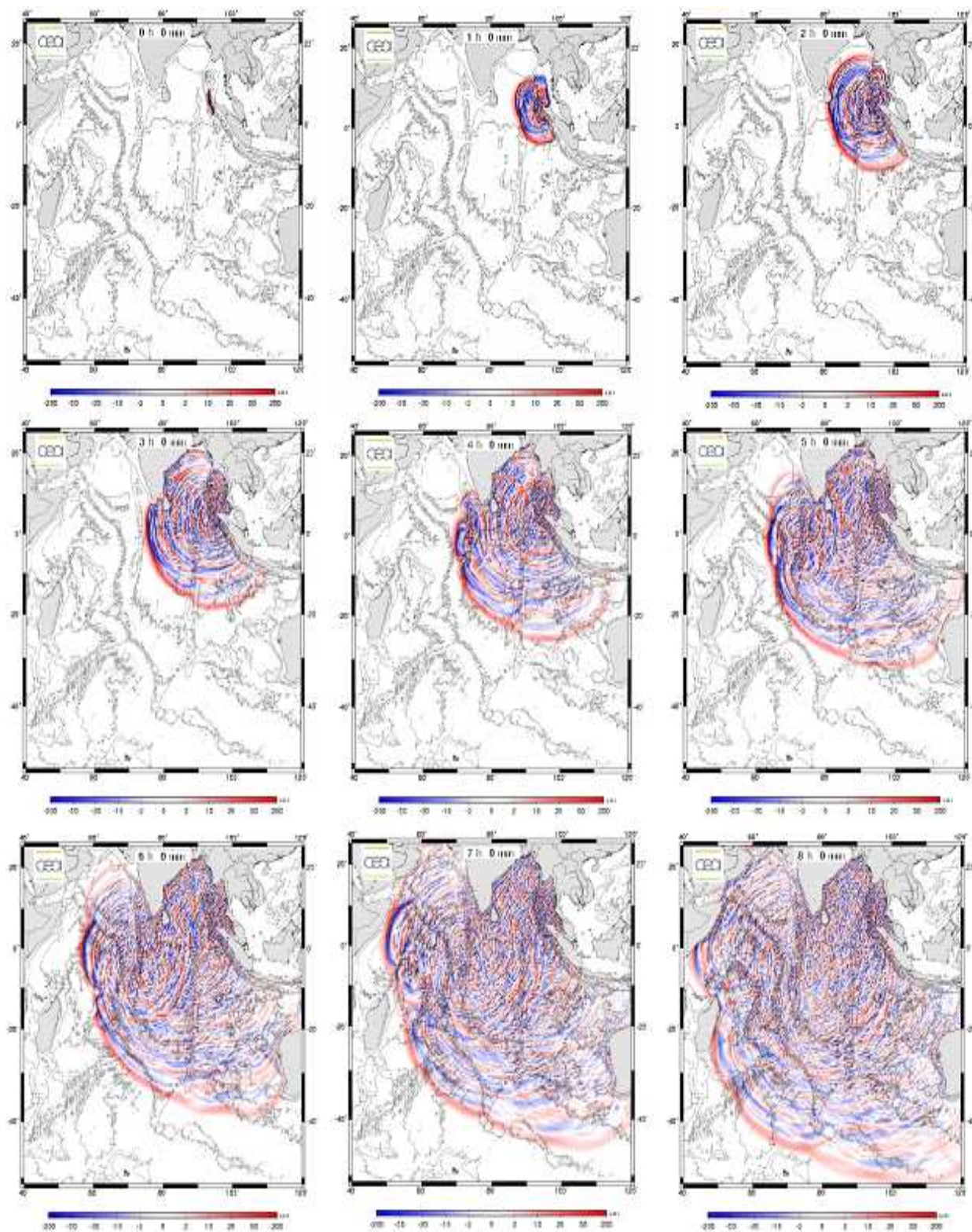


Fig. 3. Simulation de la propagation du tsunami de l'instant 0h 00 min à 8h 00 min. Source : CEA [Commissariat à l'Energie Atomique - France].